新疆奎屯河流域平原区地下水资源量演变情势

沈蕊芯[1]，吕树萍[2]，杜明亮[1]，吴彬[1]，杨鹏年[1]

（1 新疆农业大学水利与土木工程学院 新疆 乌鲁木齐 830052；2 新疆乌苏市水利局 新疆 乌苏市 834700）

摘要：本文以奎屯河流域平原区为研究对象，梳理了奎屯河流域降水量、河道径流量和渠道引水量等资料，采用极值比 K、M—K 显著性 Z 和基于 R/S 方法计算的 Hurst 指数 H，分析了地下水资源量各组成项演变趋势及持续性，判断地下水资源量演变情势，并分析其原因。结果表明：① 地下水天然补给量呈略微增加趋势，转化补给量中河道渗漏补给量总体上呈上升趋势，田间入渗补给量与渠系渗漏补给量先增加后减小，库塘渗漏补给量保持稳定；②奎屯河流域平原区地下水资源量在 2008 年以前增速缓慢，2008 年后增速加快，显著性检验值 Z 和 Hurst 指数 H 说明地下水资源量呈显著增加趋势，且短期内有较强的持续性；③河道渗漏补给量的增加是地下水资源量增加的主要原因。

关键词：新疆奎屯河流域；地下水；水资源量；地下水补给量

在全球气候变暖，人类活动加剧的背景下，水资源量的变化引起人们的广泛关注。水资源安全是指在一定的时空条件下，不仅能够持续稳定的维持人类及社会发展用水的数量和质量，又能保证生态用水的水资源状态[1]。我国的水安全问题突出，水资源短缺、水生态损害、水环境污染等新老问题交织，已对社会经济的可持续发展和人民群众的生产生活产生制约[2]。

在干旱半干旱地区，水资源短缺成为限制地区经济发展的重要因素[3]。近年来，随着奎屯河流域平原区经济的快速发展，水资源需求迅猛增长，地表水超引和地下水超采，导致下游河道河水断流、甘家湖湿地萎缩，自然植被衰败、土地荒漠化加重等严重的生态环境问题。研究地下水资源量的演变、分析变化原因对健全水安全保障体系、促进经济社会可持续发展和生态文明建设具有重要意义[4-5]。近年来，很多学者在地表水资源量的演变上进行了大量研究。母敏霞等[6]采用水文站径流系列资料，选取变差系数、集中度等参数，分析得出奎屯河流域径流年内分配极不均匀，年际变化相对稳定，多年呈微弱增加的趋势。穆艾塔尔·赛地等[7]利用多种水文统计模型，分析了近 50a 数据，得出多年平均径流量的距平值变化幅度偏大，尤其是 1990 年后，Cv 值增大与径流增大趋势较明显。张慧等[8]利用遥感、气象与水文资料，得出气候影响下冰川消融，径流增加的结果。在地下水方面，对地下水水质和水位变化研究较多[9-10]。由于地下水资源量变化受气候变化与人类活动共同作用，过程复杂，且长系列数据不易收集，所以，对地下水资源量的演变情势分析较少。本文结合新疆第 3 次水资源调查评价项目，对奎屯河流域地下水资源量各组成项演变过程进行分析，并对地下水资源量演变趋势做了预判。

收稿日期：2020-03-25;修订日期：2020-03-25

基金项目：新疆维吾尔自治区重大科技专项（2016A03008）

作者简介：沈蕊芯（1994-），女，硕士，主要从事内陆干旱区水资源高效利用与保护.E—mail：srx941124@163.com

通讯作者：吴彬.E—mail：wubinxj@163.com

1　研究区概况与数据来源

1．1 研究区概况

奎屯河流域平原区位于准噶尔盆地的西南部，气候干旱，多年平均降水量 257mm，多年平均蒸发量 1830mm。奎屯河流域的主要河流均发源于天山的依连哈比尔尕山和博罗克努山北坡，多年平均地表水资源量为 16.43×10^{8}m^3，可利用量为 13.19×10^{8}m^3，平原区地下水补给量为 9.58×10^{8}m^3，可开采量为 4.06×10^{8}m^3。流域内由奎屯市、乌苏市、克拉玛依市独山子所组成的“金三角”，是新疆产业比较发达和集中的区域，同时也是新疆具有发展潜力、重点扶持、率先发展的地区[11−12]。奎屯河流域下游的甘家湖保存着末次冰期结束时形成的自然景观，主要保护树种为国内仅存于此地的荒漠白梭梭，是我国唯一的温带荒漠梭梭林保护区，具有极高的生态保护价值及环境指示作用[13]。

奎屯河流域平原区是一个完整的水文地质单元（图 1）。南部山前冲洪积砾质平原是地下水的主要补给径流区，而腹部的细土平原则是地下水的径流排泄区。从南、北山区山前至平原区腹地，地下水类型由单一结构潜水过渡到多层结构潜水—承压水。单一结构含水层主要分布在独山子区北部、奎屯市和乌苏市城区，承压水主要分布在 312 国道以北—北部奎屯河道以南地区。地下水位年内动态变化呈开采型，且根据多年观测井资料，奎屯河冲洪积平原和四棵树河冲洪积细土平原地下水位持续下降。

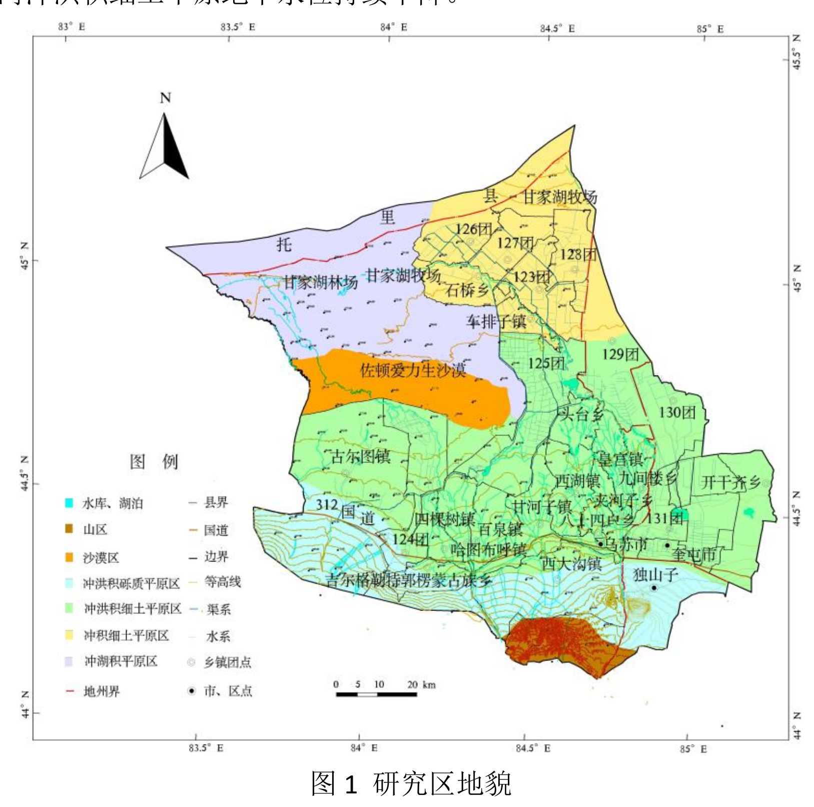


图 1 研究区地貌

Figure 1　Geomorphologic map in study area

1.2 数据来源与分析

数据来源广泛，其中山前侧向补给量、降水量、地表引水量、奎屯河流域平原区地表径流量、渠系引水和田间引水数据引自新疆第 2 次水资源评价（1980—2000 年）、新疆第 3 次水资源评价所收集资料（2001—2016 年）和《乌苏市地表水评价报告》（2019）等，其中山前侧向补给量与地表引水量还参考了《乌苏地下水资源评价报告》（2018）和《奎屯河流域

规划修编地下水资源调查评价报告》（2012）；河流径流量数据为水文站监测数据，河道下泄水量数据来自奎屯河流域南洼地地下水补给特征分析 1972—2005 年数据[14]和 2006—2018 年兵团设计院的资料；库塘数量变化、渠系防渗情况、渠系有效利用系数变化和灌溉节水面积变化是根据新疆水利统计年鉴（2000—2018 年）和水资源公报；计算参数参考《新疆地下水资源》（2004 年）中的参数表。

2 地下水资源量各组成项演变

平原区地下水资源量采用补给量法计算，用总补给量减去井灌回归补给量，也就是由天然补给量和地表水体转化补给量组成。天然补给量主要为降水入渗补给量和山前侧向补给量，地表水体转化补给量主要有河道渗漏、渠系渗漏、田间入渗和库塘渗漏补给量。地下水补给量的演变受自然和人类活动的影响，自然因素主要包括降水、气温等，人为因素包括水库、工程建设、渠道防渗和田间节水灌溉技术等[15-16]。

2.1 天然补给量演变

2.1.1 山前侧向补给量的演变分析

奎屯河流域的山前侧向补给主要发生在深切的奎屯河、四棵树河、特吾勒河、莫特河及古尔图河河谷中，通过河床下的第四纪松散堆积层以潜流的形式向平原区补给。河谷潜流量采用达西定律计算，计算断面选取在各河流出山口，渗透系数、断面宽度、含水层厚度依据各河流出山口分水闸处工程地质勘察资料取得，水力坡度根据河道地形坡度取值，计算得到河谷潜流量为 $0.3147\times10^8 m^3$（表 1）。

山前侧向补给量除河谷潜流量外，在四棵树河以西，山前古生界石炭系与平原区第四系直接接触，有少量基岩裂隙水侧向补给平原区。基岩裂隙水向平原区的侧向补给量可用山区地下水均衡法近似计算，即用山区的降水入渗补给量减去河流在出山口的基流量、再减去河谷潜流量，基流量可根据切割法或者基径比法确定。计算得基岩裂隙水侧向补给量为 $0.3577\times10^8 m^3$。两者相加，奎屯河流域山前侧向补给为 $0.6724\times10^8 m^3$（表 1）。

表 1 奎屯河流域山前侧向补给量计算

Table 1 Calculation table of lateral recharge in Kuytun River Basin

计算区（段）	渗透系数 /(m·d^{-1})	水力坡度	河床宽度/m	含水层厚度/m	年潜流量/(10^4 m^3·a^{-1})	基岩裂隙侧向补给量 /(10^4 m^3·a^{-1})	山前侧向补给量 /(10^4 m^3·a^{-1})
奎屯河	150	0.08	110	20	964	0	964
四棵树河	100	0.05	120	40	876	1444	1920
特吾勒河	60	0.03	80	50	263	79	342
莫托河	60	0.03	50	40	131	517	648
古尔图河	100	0.05	100	50	913	1537	2450
合计					3147	3577	6724

山前侧向补给量的变化与山区降水量正相关，为得到长系列的山前侧向补给量数据，在新疆第 3 次地下水资源评价时，采用多年地表水资源量的变化率乘以山丘区多年平均侧向流出量（即平原区山前侧向补给量），再加上山丘区多年平均侧向流出量计算 1956—2016 年系列的山前侧向补给量。总体上来看，近 60a 奎屯河流域山前侧向补给量略呈上升趋势（图 2）。

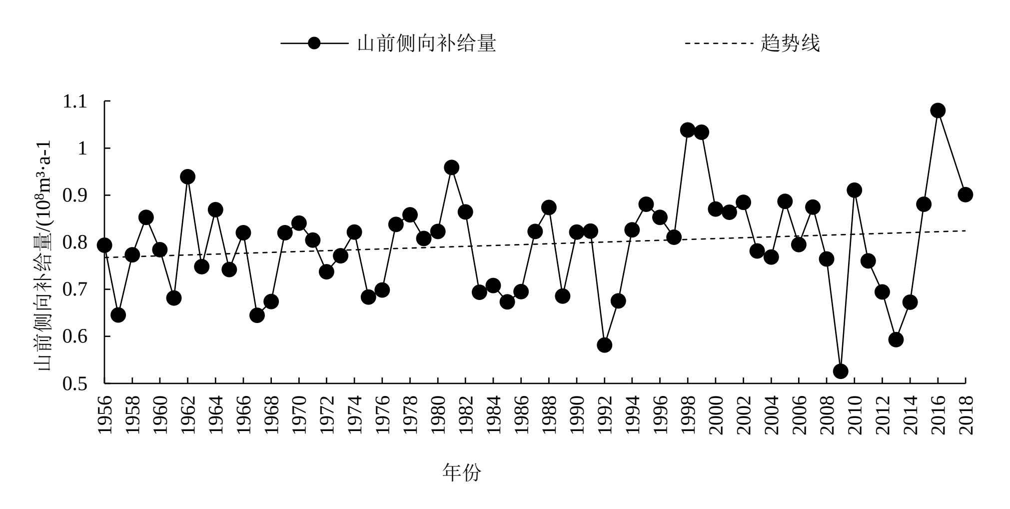


图 2 奎屯河流域山前侧向补给量历时曲线

Figure 2　Lateral flow in piedmont curve with time since 1956

2.1.2 平原降雨入渗补给量的演变

根据新疆第 3 次地下水资源评价，重点流域中的奎屯河流域从 1956—2018 年，平原区降水量最大为 486.8mm，最小为 80.3mm。降水入渗量最大为 $0.70\times10^8m^3$，最小为 $0.13\times10^8m^3$，平均为 $0.39\times10^8m^3$。降水入渗补给量与有效降水量、降水入渗系数和计算面积有关。有效降水量指每次大于 10mm 的降水；降水入渗系数是根据不同潜水埋深、不同岩性、不同降水量取值，取值范围 0.04～0.20；计算面积根据不同计算单元、不同潜水埋深和不同包气带岩性分区。降水量增减会对地下水补给量产生一定影响[18]。近年来，平原区降水量逐渐增加，2000—2016 年降水量平均值为 257.16mm，较 1956—2000 年均值高出 76.12mm。但由于地下水开采量逐年增加，从 1980 年的 $0.54\times10^8m^3$增加至 2018 年的 $5.14\times10^8m^3$，使得地下水埋深逐渐增大，2000 年地下水埋深小于 6m 的面积占 67.45%，2016 年地下水埋深小于 6m 的面积只占 11.64%。平原区降水量略呈增加趋势，地下水埋深增大，总体上降水入渗补给量略微增加（图 3）。

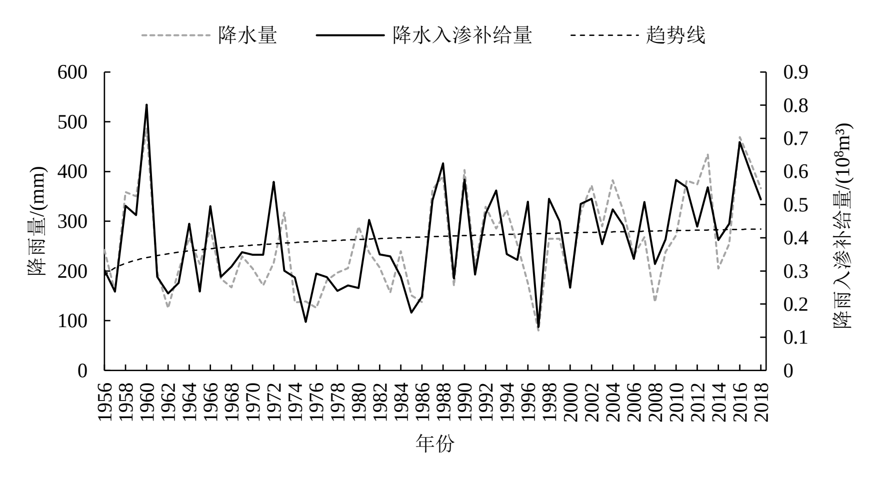


图 3 近 60 a 奎屯河流域降水量与降水入渗补给量历时曲线

Figure 3　Annual precipitation and precipitation infiltration curve with time since 1956

2.2 转化补给量演变分析

2.2.1 河道渗漏补给量演化

河道渗漏补给量根据下式计算：

$$Q_{河渗} = （Q_{河径} - Q_{渠引} - Q_{出}） \times （1 - \lambda_1 - \lambda_2） \quad （1）$$

式中：$Q_{河渗}$为河道渗漏补给量；$Q_{河径}$为河流水文站断面(出山口)平均径流量；$Q_{出}$为河流末尾下泄水量（尾闾湖入湖水量）；$Q_{渠引}$为现状水利工程条件下渠道引水量；λ_1为河道水面蒸发系数；λ_2为河道两岸浸润损失系数。

河道渗漏补给量主要受年径流量、引水量和下泄水量的影响。根据吉勒德水文站监测，1956—2016 年径流量增加，枯丰周期大约为 20 a，增长率 $189\times10^4 m^3 \cdot 10a^{-1}$，1997—2018 年，距平值为正的年份增多。总体上该水文站监测的多年径流呈现增长趋势。奎屯河流域近 60a 径流量总体上呈稳定增加趋势（图 4），增长速率 $1325\times10^4 m^3 \cdot 10a^{-1}$，呈现 20a 左右的周期振荡，水量枯丰交替变化。从 1997 年开始，径流量增加非常明显，高于平均值的年份增多。

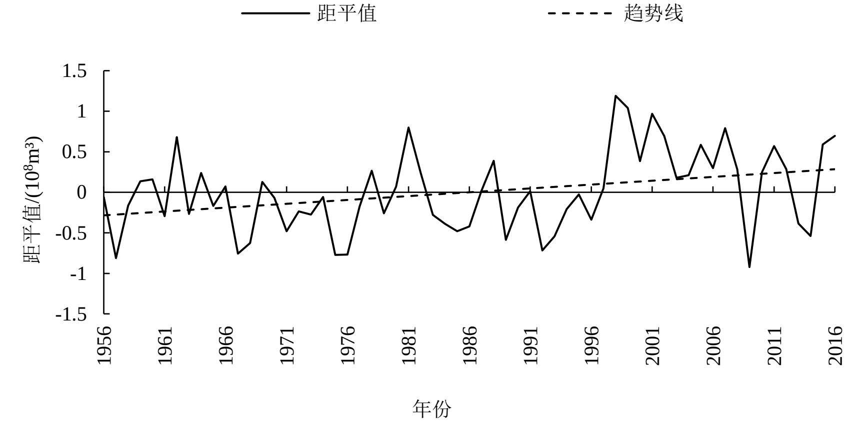


图 4 吉勒德水文站 60 a 径流量历时曲线

Figure 4　Annual runoff curve with time since 1956 in Jilede hydrologic station

梳理奎屯河流域的水资源利用资料，引水量变化大致分为 4 阶段：①从 1980—2000 年，随着灌溉面积扩张，地表水引用量平稳增长，增加速率为 $0.094\times10^8 m^3\cdot a^{-1}$；②2001—2007 年，地表水引用量快速增长，增加速率为 $0.217\times10^8 m^3\cdot a^{-1}$；③2008—2010 年，地表水引用量大幅下降，从 2008 年的 $11.69\times10^8 m^3$下降到 2010 年的 $7.64\times10^8 m^3$，下降的原因是 2009 年为枯水年，地表来水量较少；④2011—2018 年，地表引水量在 7.83×10^8～$8.15\times10^8 m^3$，呈现略微下降趋势（图 5）。这一阶段，耕地面积从 2011 年的 $905.79 hm^2$ 增至 2018 年的 $1892.94 hm^2$，但地表引水量没有增加，反而略呈下降趋势。一方面是因为扩张的耕地面积主要依赖地下水灌溉，地下水开采量从 2011 年的 $4.94\times10^8 m^3$增加至 2018 年的 $6.94\times10^8 m^3$；另一方面，高效节水灌溉的发展降低了灌溉定额，高效节水灌溉面积从 2011 年的 $716.36 hm^2$ 增加至 2018 年的 $1003.84 hm^2$，增加了 40.1%，节水效果明显。

河流末尾下泄水量受河道来水与人为调控影响[17]，总体呈现略微上升趋势。1972—1997 年河道下泄水量虽有极端波动，但整体上保持平稳，维持在 $2.09\times10^8 m^3$上下；1997—2018 年河道下泄水量有轻微上升趋势，平均下泄水量为 $2.94\times10^8 m^3$。

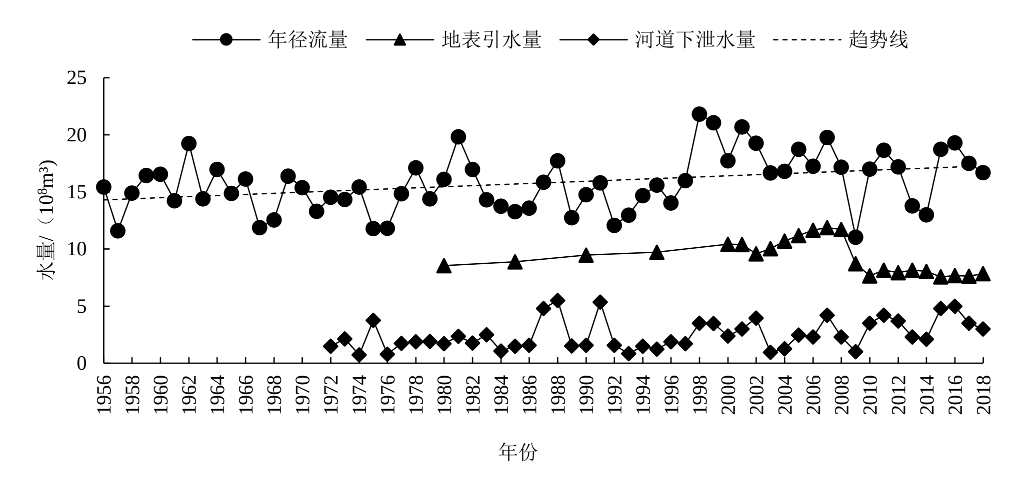


图 5 年径流量、地表引水量和下泄水量历时曲线

Figure 5　Annual runoff、water diversion and released water curve with time since 1956

受上述因素影响，计算的河道渗漏补给量总体呈增加趋势，增长速率为 $140\times10^4m^3\cdot a^{-1}$，以 15～20a 的周期振荡。河道渗漏补给量变化主要受河川径流量与引水量变化的影响（图 6）。2001 年为丰水年，年径流量为 $20.7\times10^8m^3$，引水量为 $10.38\times10^8m^3$，河道渗漏补给量为高峰值；2009 年与 2014 年为枯水年，年径流量分别为 $11.03\times10^8m^3$和 $12.99\times10^8m^3$，且引水量在 $8.5\times10^8m^3$左右，河道渗漏补给量出现低峰值。从 1980—2018 年河道径流量总体上增加，地表引水量先增加后减少，使得河道渗漏补给量总体上呈现上升趋势。

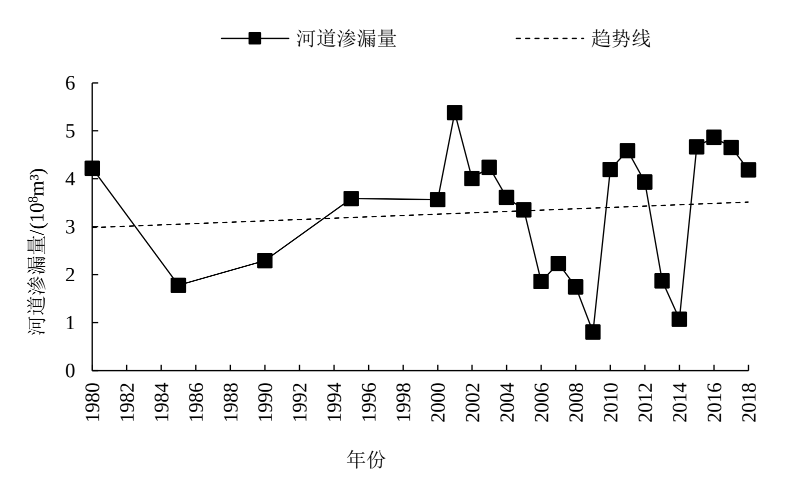


图 6 河道渗漏量历时过程

Figure 6　River leakage curve with time since 1980

2.2.2 渠系与田间渗漏补给量演化

渠系渗漏补给量的变化可划分为 3 个阶段：（1）1980—2007 年为持续增长阶段，1985 年进入农田水利建设快速发展时期，以渠道防渗为重点，新建改建水利配套设施。地表引水量逐年增加，渠系渗漏补给量呈上升趋势，从 $1.02\times10^8m^3$ 增加到 $1.70\times10^8m^3$，1990—2000 年由于渠道防渗率的提高，使得增加速率变缓；2001—2002 年从 $1.57\times10^8m^3$ 减至 $1.46\times10^8m^3$，2002 年为枯水年，地表引水量下降，因此该阶段呈减少趋势；（2）2008—2010 年为下降阶段，渠道引水量减少，地下水开采量增加，使得渠系渗漏补给量从 $1.68\times10^8m^3$ 下

降至 1.26×10^8m^3；(3) 2011—2018 年为平稳阶段，渠系渗漏补给量在 1.20×10^8—1.27×10^8m^3（图 7）。渠系渗漏补给量的变化主要受引水量和渠系水利用系数的影响。2008 年之前渠道引水量增加，2008 年之后渠道引水量减少。2014 年奎屯河平原区已建引水干渠 28 条，总长 480.9km，防渗干渠长度 345.4km，占骨干输水渠长度的 72%。到 2018 年总干渠防渗率达 100%，干支渠渠系有效利用系数已 0.79，近 10a 渠系渗漏补给量减少。总体上渠系渗漏补给量呈先增加后减少的趋势。

田间入渗补给量的变化趋势与渠道入渗补给量的变化趋势大致相同。田间入渗补给量从 1980 年的 0.3185×10^8m^3增加至 2000 年的 0.923×10^8m^3，在 2002 年减至 0.81×10^8m^3，后逐渐增加至 2007 年的 1.08×10^8m^3，2010 年后田间入渗量下降至 0.87×10^8—0.81×10^8m^3(图 8)。田间入渗补给量主要受灌溉方式和进地水量的影响。2008 年后膜下滴灌规模快速扩张，节灌面积从 2008 年的 840.42hm^2 增长至 2018 年的 1287.31hm^2，节水灌溉率由 45%提高到 68%。虽然耕地面积增加使得进地水量增大，但节灌率和田间水利用效率提高，近 10a 田间入渗补给量相应减少。渠系渗漏补给量与田间入渗补给量在 2008 年前呈增加趋势，近 10a 呈减小趋势。

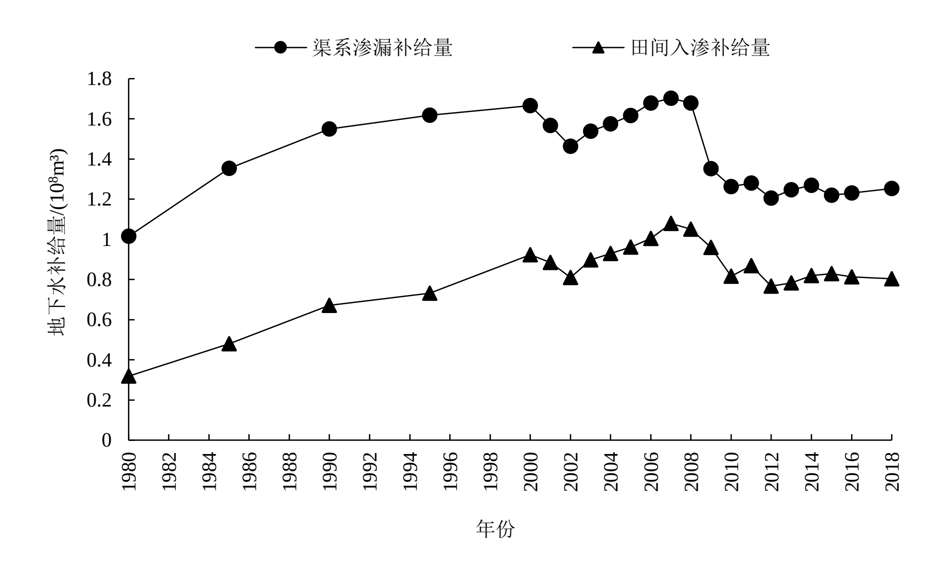


图 7 1980—2018 年渠系渗漏补给量和田间入渗补给量历时过程曲线

Figure 7 Canal leakage, field infiltration curve with time since 1980

2.2.3 库塘渗漏补给量演化

库塘渗漏补给量根据下式计算：

$$Q_{库} = Q_{库容} \times \alpha \qquad (2)$$

式中：$Q_{库}$为库塘渗漏补给量；$Q_{库容}$为水库蓄水量；α 为水库渗漏补给系数。

库塘渗漏补给量与水利工程的新建有紧密关系。20 世纪 50 年代初开始新建水库，到 1980 年流域内共有库塘 21 座，库塘渗漏补给量为 0.4469×10^8m^3，1990 年共有库塘 23 座，渗漏补给量为 0.4571×10^8m^3。目前，奎屯河流域平原区大小水库共有 24 座，库塘渗漏补给量多年平均为 0.4473×10^8m^3。

3 地下水资源量演变情势

奎屯河流域地下水资源量从 1980—2018 年整体呈增加趋势（图 8）。其中，2001 年该

流域地下水资源量为 9.65×10^{8}m³，是 38a 中的极大值；2009 年与 2014 年为 3a 年中的两个较小值，分别是 3.73×10^{8}m³和 4.62×10^{8}m³。极值的出现主要是受丰水年与枯水年影响，由于天然补给量和河道渗漏补给量受气候变化影响出现丰枯值，且天然补给量占地下水资源量的 16.4%，河道渗漏补给量占地下水资源量的 46.1%，二者的增减会对地下水资源量变化产生较大影响。

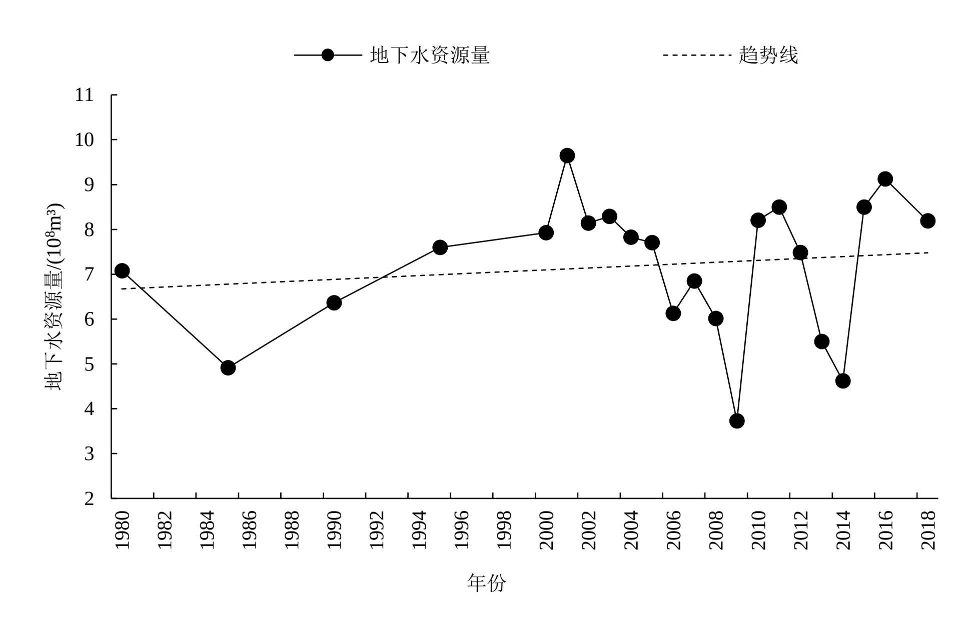


图 8 地下水资源量

Figure 8 Groundwater quantity

地下水资源量的补给项有降水入渗补给量、山前侧向补给量、河道渗漏补给量、渠系渗漏补给量、田间入渗补给量和库塘渗漏补给量，基于 1980—2018 年的数据系列，利用极值比、Mann-Kendal 检验和 R/S 分析方法计算的 Hurst 指数，分别判断各量的稳定性、趋势显著性和趋势的持续性（表 2）[19]。极值比 K<2、2<K<4、K>4 分别表示稳定、不稳定、极不稳定；Mann-Kendal 检验值|Z|大于 1.28、1.64 和 2.32，分别表示通过了信度 90%、95%和 99%的显著性检验，Z>0 增加趋势，Z<0 减少趋势；Hurst 指数 0<H<0.5 和 0.5<H<1 分别代表反持续性和持续性，H 越接近 0 代表反持续性越强，H 越接近 1 代表持续性越强[20-21]。计算结果表明，降雨入渗量和河道渗漏量极不稳定，山前侧向补给量和渠系渗漏量稳定，田间入渗补给量不稳定；降雨入渗量、河道渗漏量显著增加，山前侧向补给量无显著增加，渠系渗漏量和田间入渗量无显著减少；山前侧向补给量呈弱持续性，其他量呈强持续性。

通过计算，奎屯河流域地下水资源量的演变过程呈现不稳定的显著增加趋势，且根据 Hurst 计算时的统计量 V 表明，过去对未来的有效影响时间可达 8a，短期内该流域地下水资源量变化情况与过去 38a 的增加趋势相同，不会发生逆转。在地下水资源量的计算中，占比达 16.4%的天然补给量和 46.3%河道渗漏补给量呈现出显著增加趋势，且增加趋势有较强持续性，其中河道渗漏补给量的增减变化主导了该地区地下水资源量演变的趋势。河道渗漏补给量增加的主要原因是径流量增加[22-23]，引水量减少造成的；山前侧向补给量、渠系渗漏补给量和田间入渗补给量呈现出不显著的增加和减少趋势，对地下水资源量的影响相对较小。降水量、河道引水量、耕地面积变化、水利工程建设、渠道防渗的改善和灌溉方式的改变都对各分量的增减产生一定影响，此消彼长，最终在各分量的综合作用下，该地区地下水资源

量呈现了增加趋势。

表 2 地下水资源补给项稳定性、趋势性和持续性评价

Table 2 Stability, trend and sustainability evaluation of groundwater resources

评价项目	极值比 K	Mann-Kendal 检验 Z	Hurst 指数 H
降雨入渗补给量	5.38，极不稳定	2.44，显著增加	0.81 强持
山前侧向补给量	1.98，稳定	0.75，不显著增加	0.64 弱持
河道渗漏补给量	6.67 极不稳定	1.36，显著增加	0.66 强持
渠系渗漏补给量	1.68，稳定	-0.62，不显著减少	1.00 强持
田间入渗补给量	3.39 不稳定	-0.51，不显著减少	0.88 强持
地下水资源量	2.59 不稳定	1.35，显著增加	0.706 强持

4 结论

（1）天然补给量包括降雨与山前侧向补给量，二者都呈现了略微增加趋势。地下水转化补给量中河道渗漏量呈明显增加趋势；渠系与田间渗漏补给量以 2008 年为节点，先增后减，呈现规律性变化；库塘渗漏补给量多年保持稳定，平均为 0.45×10^8m³。天然补给量受降雨增加影响，地下水转化补给量受人为控制的引水量、渠系修建、耕地扩张、进地水量增加、灌溉方式和水利工程建设等综合因素的影响。

（2）奎屯河流域平原区地下水资源量从 1980—2018 年整体上呈现不稳定的显著增加趋势，短期内继续依照该趋势增加，并具有较强持续性。地下水资源量的增加主要是由于径流量增加，引水量减少，使得河道渗漏补给量增加，进而促使奎屯河流域平原区地下水资源量增加。

（3）未来数十年内，奎屯河流域平原区地下水资源量将呈缓慢增长趋势。落实最严格水资源管理制度，在加强该流域用水总量控制，完善农田水利工程，关闭部分机井，退地减水等措施的制约下，奎屯河流域平原区地下水资源量可维持该地区社会经济发展，保障生态安全，确保该地区的水资源安全。

参考文献

[1] 姜文来.中国 21 世纪水资源安全对策研究[J].水科学进展,2001,12(1):66-71. [Jang Wenlai. Study on water resource safety strategy for China in the 21th Century[J]. Advances in Water Science, 2001,12(1):66-71.]

[2] 夏军,石卫.变化环境下中国水安全问题研究与展望[J].水利学报,2016,47(3):292-301. [Xia Jun, Shi Wei. Perspective on water security issue of changing environment in China[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2016, 47(3):292-301.]

[3] 热汗古丽・吾买尔,满苏尔・沙比提,陆吐布拉・依明.喀什地区近 10 年地下水资源时空动态变化分析[J].干旱区资源与环境,2011,25(7):63-68.[Reyangul Omar, Mansur Shabit, Lutubula Yiming. Spatial dynamic changes of ground water resources in Kashghar prefecture during recent 10 years[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2011, 25(7):63-68.]

[4] 王思佳,刘鹄,赵文智,等.干旱、半干旱区地下水可持续性研究评述[J].地球科学进展,2019,34(2):210-223.[Wang Sijia, Liu Gu, Zhao Wenzhi, et al. Groundwater sustainability in Arid and Semi-arid environments: a review[J]. Advances in Earth Science, 2019, 34(2):210-223.]

[5] 马倩.新疆甘家湖湿地土地利用变化及其生态环境效应[J].干旱区资源与环境,2012,26(1):189-193.[Ma

Qian. Land use dynamic change and associated effects on Eco—environment in Ganjia lake wetland[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2012, 26(1):189-193.]

[6] 母敏霞,王文科,杜东.新疆天山北麓奎屯河流域径流变化特征研究[J].干旱区资源与环境,2007(3):50-54.[Mu Minxia, Wang Wenke, Du Dong. Analysis on runoff supply and variation characteristics of Kuytun River Basin on the north slope of Xinjiang Tianshan mountain[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2007(3):50-54.]

[7] 穆艾塔尔·赛地,阿不都·沙拉木,崔春亮,等.新疆天山北坡山区流域水文特征分析[J].水文,2013,33(2):87-92.[Muattar Saydi, Shalamu Abudu, Cui Chunliang. Hydrological characteristics of typical watersheds in north Tianshan[J]. Journal of China Hydrology, 2013, 33(2):87-92.]

[8] 张慧,李忠勤,牟建新,等.近 50 年新疆天山奎屯河流域冰川变化及其对水资源的影响[J].地理科学,2017,37(11):1771-1777.[Zhang Hu, Li Zhongqin, Mou Jianxin, et al. Impact of the glacier change on water resources in the Kuytun River Basin, Tianshan Mountains During Recent 50 Years[J]. Scientia Geographica Sinica, 2017, 37(11):1771-1777.]

[9] 雷米,周金龙,吴彬,等.新疆昌吉州东部平原区地下水水文地球化学演化分析[J].干旱区研究,2020,37(1):105-115.[Lei Mi, Zhou Jinlong, Wu Bin, et al. Hydrogeochemical evolution process of groundwater in the eastern plains in Changji Hui autonomous prefecture,Xinjiang[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(1):105-115.]

[10] 黄小琴,张一冰,李英,等.银川市湖泊地下水转化关系——以阅海湖为例[J].干旱区研究,2019,36(6):1344-1350.[Huan Xiaoqin, Zhang Yibing, Li Ying, et al. Conversion relationship between lake and groundwater in Yinchuan city: A case study for the Yuehai Lake[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(6):1344-1350.]

[11] 邓铭江,李湘权,郑永良,等.奎屯河流域“金三角”地区工业及城镇化发展未来的水资源配置分析[J].干旱区地理,2012,35(4):527-36.[Deng Mingjiang, Li Xiangquan, Zhen Yongliang, et al. Water resource future allocation for industry development and urbanization in Golden Triangle Zone, Kuytun River Basin[J]. Arid Land Geography, 2012, 35(4):527-536.]

[12] 邓铭江.新疆十大水生态环境保护目标及其对策探析[J].干旱区地理,2014,37(5):865-874.[Deng Mingjiang. Top ten ecological environment protection targets and its solutions in Xinjiang,China[J]. Arid Land Geography, 2014, 37(5):865-874.]

[13] 蔡新斌,吴俊侠.甘家湖自然保护区白梭梭种群特征与动态分析[J].干旱区资源与环境,2016,30(7):90-94.[Ca Xinbin, Wu Junxia. Characteristics and dynamics analysis of Haloxylon persicum populations in the nature reserve of Gan Jia Lake[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2016, 30(7):90-94.]

[14] 李亚民,王英男,徐旭,罗跃初.奎屯河流域南洼地地下水补给特征分析[J].水文地质工程地质,2008(4):31-33,38.[Li Yamin, Wang Yingnan, Xu Xu, et al. Characteristics of groundwater rechargement of Nawadi in Kuitun River Basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2008(4):31-33,38.]

[15] Allen D M, Mackie D C, Wei M. Groundwater and climate: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer, southern British Columbia, Canada[J]. Hydrogeology journal, 2004, 12(3):270-290.

[16] 高宇阳,杨鹏年,阚建,等.人类活动影响下乌苏市地下水埋深演化趋势[J].灌溉排水学报,2019,38(10):90-96.[Gao Yuyang, Yang Pengnian, Kan Jian, et al. The Evolution trend of groundwater level in Usu city under the influence of human activities[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2019, 38(10):90-96.]

[17] Numan Mizyed. Climate change challenges to groundwater resources: Palestine as a case study, Palestine [J]. Journal of Water Resource and Protection, 2018, 10, 215-229

[18] 高文强.新疆奎屯河流域径流变化规律及预测模型研究[D].西安:西北农林科技大学,2009:34-35.[Gao Wenqiang. Study on the Runoff Change Characteristic and Forecast Model in Kuitun River Xinjiang[D]. Xi'an: North West Agriculture and Forestry University, 2009:34-35]

[19] 徐利岗,周宏飞,杜历,等.1951—2008 年中国西北干旱区降水时空变化及其趋势[J].中国沙漠,2015,35(3):724-734.[Xu Ligang, Zhou Hongfei, Du Li, et al. Spatio-temporal change and trend of precipitation in northwest China during 1951—2008[J]. Journal of Desert Research, 2015, 35(3):724-734.]

[20] 陈亚宁,王怀军,王志成,等.西北干旱区极端气候水文事件特征分析[J].干旱区地理,2017,40(1):1-9.[Chen Yaning, Wang Huaijun, Wang Zhicheng, et al. Characteristics of extreme climatic/hydrological events in the arid region of northwestern China [J]. Arid Land Geography, 2017, 40(1):1-9.]

[21] 刘雁慧,李阳兵,梁鑫源,等.中国水资源承载力评价及变化研究[J].长江流域资源与环境,2019,28(5):1080-1091.[Liu Yanhui, Li Yangbing, Liang Xinyuan, et al. Study on water resource carrying capacity evaluation and change in China[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2019, 28(5):1080-1091.]

[22] 李奇虎. 西北干旱区气候变化及其对水文过程的影响[D].上海:华东师范大学,2012:41-42.[Li Qihu. Climate Change Spatiotemporal Features and Impacton Hydrological Process in Northwest Arid Area of China[D]. Shanghai:East China Normal University, 2012:41-42.]

[23] 陈亚宁,李稚,范煜婷,等.西北干旱区气候变化对水文水资源影响研究进展[J].地理学报,2014,69(9):1295-1304.[Chen Yanning, Li Zhi, Fan Yuting, et al.Research Progress on the impact of climate change on water resources in the arid region of northwest China[J]. Acta Geographica Sinica, 2014, 69(9):1295-1304.]

Analysis on the evolvement of groundwater resources in plain area of Kuytun River Basin

Shen Rui-xin[1], Lyu Shu-ping[2], Du Ming-liang[1], Wu Bin[1],Yang Peng-nian

(1.College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, *China; 2. Water Resources Bureau of Usu City, Usu* 834700*, Xinjiang, China*）

Abstract: This article takes the plain area of the Kuytun River Basin as the research object. First sorts out the rainfall data, river runoff data, water drained from the canal data and other data in the Kuytun River Basin. Second, the author uses the extreme value ratio K, test of significance Z, and the Hurst exponent H calculated based on the R/S（Rescaled Range Analysis）method to analyze the several variables that make up groundwater resources quantity, focusing on the evolutionary trends and sustainability of several variables. Finally, through the above analysis, the article judges the evolution of groundwater resources and gives the reasons for this change. The results showed that (1) The natural recharge amount consisting of precipitation recharge and lateral groundwater recharge showed a slight increase trend. Among the transformation recharges composed of other recharges, the leakage recharges of the river channel showed an upward trend. The infiltration recharges in the field and the canal leakage replenishment increased first and then decreased, and the reservoir recharges remained stable;（2）Before 2008, the amount of groundwater resources in the plain area of the Kuytun river basin increased slowly, but after 2008, the amount of

groundwater resources increased faster. The calculated test of significance values Z and Hurst exponent H both prove that the amount of groundwater resources has increased significantly, and this increase trend has a strong persistence in the short term;（3）The article concludes that the increase in the amount of recharge from river leakage is the main reason for the increase in groundwater resources.

Key words: Xinjiang Kuytun river basin; Groundwater; Water resources quantity; Groundwater recharge;